

В. И. Попова, В. А. Попов

## ЯВЛЕНИЕ СЕКТОРИАЛЬНОСТИ СОСТАВА В ГРАНАТАХ

V. I. POPOVA, V. A. POPOV  
THE PHENOMEN OF COMPOSITION SECTORIALITY  
IN GARNETS

Are given examples of zonal and sectorial in composition garnets: almandine from amphibolites of the Ilmen Mountains on the Urals, grossular-andradite from Boltoro skarns on Badzhal and grossular from metaultrabasites of Vilyuy river in Jakutiya. Coetaneous (synchronous) zones of various growth pyramids — of rhombic dodecahedron and tetragontrioctahedron {211} — vary in contents of Fe, Mn, Mg, Ca.

Оптические аномалии в гранатах (наличие двупреломляющих зон и секторов) были замечены еще в прошлом веке (Klein, 1883; по [5]) и описаны для уграндитов (прежде всего — для андрадита) и реже — для пиральспитов [3, 6 и др.]. Гипотезы происхождения оптических аномалий в гранатах, предложенные разными исследователями, суммированы Н. Т. Кулкашевым [4]; из них наиболее интересна анизотропия 2-го типа — когда оптические аномалии объясняются возникновением напряжений из-за различий удельных объемов разных зон с разными изоморфными примесями или их количеством (Р. Браунс; Р. Н. Кирьянов; Д. С. Коржинский; И. П. Старков). Однако, несмотря на уже имеющееся обилие опубликованных данных о зональности состава гранатов [1, 9 и др.], нам пока неизвестны примеры секториальных по составу гранатов, кроме наших. Поэтому мы сочли возможным предложить их читателям.

Секториальность состава в гранате впервые была выявлена нами методом нейтронно-активационной радиографии [8]. Ромбододекаэдрические метакристаллы алмандина величиной до 3 см, иногда с узкими полосками граней {211} (рис. 1, а-б), из амфиболитов и биотит-амфиболовых пород с корундом и герцинитом в экзоконтакте тела гипербазитов в копи 233 на северном берегу оз. Бол. Миассово в Ильменских горах после облучения тепловыми нейтронами дают зонально-секториальное изображение (рис. 1, в-г): центральная часть их, полупрозрачная, темного коричнево-красного цвета с обилием минеральных микровключений (андезина, ставролита,

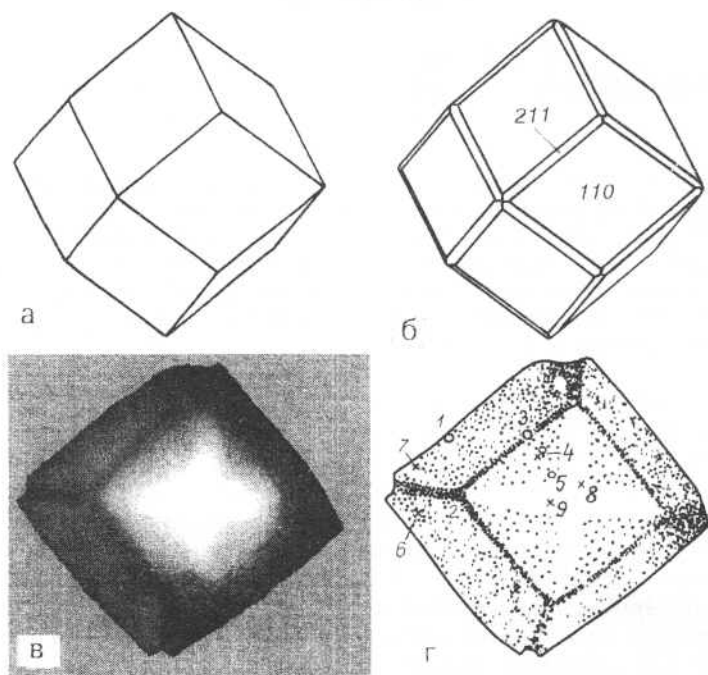


Рис. 1. Форма метакристаллов алмандина:

(а-б) — из амфиболитов копи 233 Ильменских гор; в-г — сечение (100) секториального кристалла: в — радиография (светлое — излучающие зоны), г — схема расположения участков анализа (1—5 — гранат; 4б, 6 — биотит; 7а, 7б — ильменит; 8 — ставролит; 9 — плагиоклаз)

рутила, кианита) характеризуется большей бета-активностью пирамид роста тетрагонтриоктаэдра  $\{211\}$  по сравнению с  $\langle 110 \rangle$ ; в периферической прозрачной фиолетово-розовой зоне (с включениями биотита, корунда, герцинита, ильменита) активность  $\langle 110 \rangle$  еще меньше, а  $\langle 211 \rangle$  почти не засвечивают фотопластинку. По картине радиографии и элементам внешнего ограничения метакристалла восстановлена последовательность смены его формы в процессе роста:  $\{211\} \rightarrow \{211\} + \{110\} \rightarrow \{110\}$ . Общий состав периферической зоны этого граната соответствует альмандину пироп-альмандинового ряда с содержанием, мас. %:  $\text{SiO}_2$  38.57;  $\text{TiO}_2$  0.33;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  22.15;  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  0.37;  $\text{FeO}$  25.68;  $\text{MnO}$  1.01;  $\text{MgO}$  8.91;  $\text{CaO}$  2.47; сумма 99.49 (аналитик Г. К. Звонарева, ИГЗ); содержание пироповой молекулы 34.5 %. В гранате из сходных амфиболитов в 1.5 км севернее (в районе копи 232) состав центральной и периферической зон соответственно:  $\text{SiO}_2$  37.50 и 37.12;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  20.75 и 21.38;  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  28.50 и 29.94;  $\text{MnO}$  3.98 и 1.13;  $\text{MgO}$  4.84 и 6.94;  $\text{CaO}$  4.06 и 3.05; сумма 99.63 и 99.56 (аналитик Н. И. Галкина, ИГЗ); в центре содержание пироповой молекулы 19 %, на периферии — 27 %.

Судя по оптической плотности радиографии исследованного нами кристалла из копи 233, максимально марганцовистыми (около 6 мас. %  $\text{MnO}$ ) являются внутренние зоны тетрагонтриоктаэдра  $\{211\}$ , а минимальные содержания марганца (около 0.1 мас. %) во внешних его зонах; в зонах роста ромбододекаэдра различия меньше (около 3 мас. %  $\text{MnO}$  во внутренних зонах и около 1 мас. % — во внешних). Микронзондовый анализ подобного граната в четырех разных участках (табл. 1) подтверждает эту неоднородность. В пирамиде роста ромбододекаэдра от внутренних зон к периферии (анализы 5-4а-3-1) наиболее заметны увеличение содержаний  $\text{MgO}$  и уменьшение —  $\text{FeO}$  и  $\text{MnO}$  и рост железистости от 19 до 29—30 %. В пирамиде роста  $\langle 211 \rangle$  удалось проанализировать только среднюю зону (анализ 2), характеризующуюся минимальным содержанием  $\text{MnO}$ .

Из включений в гранате исследован состав биотита, ставролита, ильменита и плагиоклаза. Железистость биотита составляет 56—61 % с чуть более железистыми центральными частями зерен. Биотит из включений в средней зоне кристалла граната также более железистый ( $f=60$  %) по сравнению с биотитом из краевой зоны ( $f=56$  %).

Состав граната копи 233 и минералов-включений (мас. %)

Компо- ненты	1	2	3	4а	5	4б	6	7а	7б	8	9
SiO <sub>2</sub>	38.96	38.81	38.89	38.82	38.03	38.17	39.44	-	-	9.27	58.67
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.03	<0.01	0.01	0.01	1.22	2.02	53.39	53.28	0.58	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.46	22.43	22.16	22.01	21.86	19.56	17.73	0.09	00.06	53.09	26.85
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.01	<0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.21	0.04
FeO	25.34	26.99	26.67	27.22	27.58	11.49	10.54	43.05	43.85	11.91	0.15
MnO	1.33	0.25	0.81	1.28	3.11	0.07	0.02	0.59	01.08	0.05	<0.01
CaO	4.12	3.11	3.47	3.68	3.65	<0.01	<0.01	-	-	0.01	8.73
MgO	7.21	7.88	7.58	6.67	4.77	16.51	18.15	1.93	01.54	03.80	<0.01
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	7.56	7.82	-	-	0.01	0.06
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	1.38	0.82	-	-	<0.01	7.19
Сумма	99.43	99.50	99.58	99.71	99.07	95.97	96.56	99.07	99.81	98.92	101.72

Примечания: 1—5 — зоны граната: 1 — край (110), 2 — середина (211), 3, 4а — середина (110), 5 — центр (110); 4б, 6 — биотит; 7а, 7б — ильменит; 8 — староролит; 9 — андезин № 32. См. рис. 1, г.

Железистость ставролита 62—65 %. В составе ильменита (из включений в периферической зоне граната) характерны заметные содержания MgO (1.54—1.93 мас. %) и небольшие вариации MnO (1.08—0.59 мас. %). Возможные температуры минералообразования по гранат-биотитовому геотермометру с использованием диаграмм Л. Л. Перчука [14] и В. А. Глебовицкого и Г. М. Друговой [2] составляют 560—580 °С. Увеличение содержаний магния к периферии кристалла граната и уменьшение — марганца отвечает представлениям об увеличении степени метаморфизма при формировании гранатсодержащих пород [1, 3, 6]; контрастная зональность позволяет относить гранат периферической зоны кристалла к продукту более поздней стадии метаморфизма (метасоматоза).

Другой пример проявления секториальности состава в гранатах встречен В. А. Поповым в скарнах оловорудного проявления Болторо на Баджале (Хабаровский край). Кристаллы светло-зеленого андрадита с комбинацией форм {110}+{211} (рис. 2, а) при дорастании приобретают конечную форму ромбододекаэдра с появлением реберных форм {211} темного зеленовато-бурого цвета (рис. 2, б-в). Пирамиды роста <110> и <211> этой последней зоны различаются по цвету и составу (табл. 2, анализы 2—3). В некоторых кристаллах центральная часть розовато-бурого цвета по составу является железистым гроссуляром (табл. 2, анализ 1). Вследствие резкого различия состава периферических зон и пирамид роста, андрадит в них характеризуется аномальным двупреломлением и отдельностью по (110) [7].

Таблица 2  
Химический состав граната Болторо [7] (мас. %)

Компоненты	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	38.44	35.95	35.98
TiO <sub>2</sub>	0.91	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.05	3.14	1.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.08	25.78	27.60
MnO	0.51	0.32	0.44
CaO	34.82	33.19	32.74
MgO	1.62	1.15	0.99
Сумма	100.03	99.53	99.52
n	1.740	1.839	1.855

Примечания: 1 — розовато-бурый гроссуляр центральной зоны, 2 — светло-зеленый андрадит <110>, 3 — темно-зеленовато-бурый андрадит <211>.

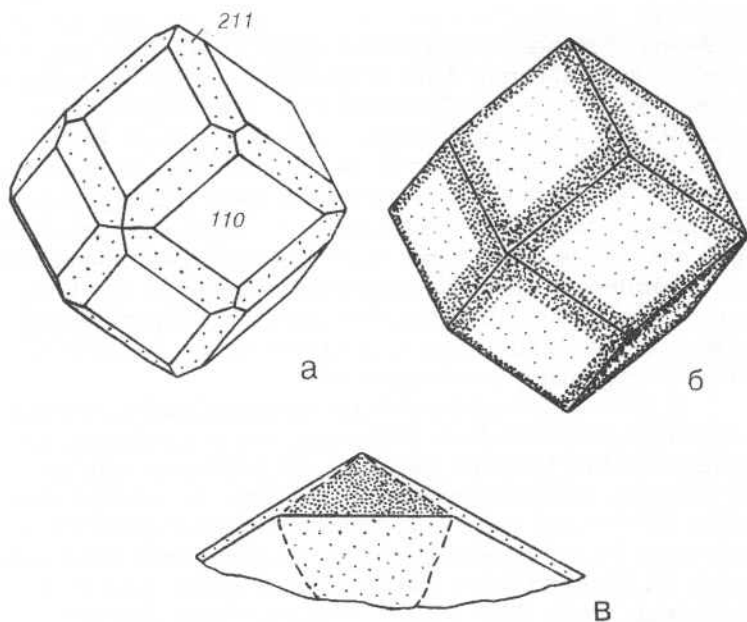


Рис. 2. Кристаллы гроссуляра-андрадита из скарнов Болтово с реберными формами (а, б) и схема их возникновения (в).

Подобные ромбододекаэдрические метакристаллы светло-зеленого гроссуляра с реберными формами  $\{211\}$  зеленовато-коричневого цвета с р. Ахтаранды в Якутии имеются в коллекции Музея Санкт-Петербургского горного института. Несколько иные по форме кристаллы граната ряда гроссуляра-андрадит (с преобладанием тетрагонтриоктаэдра) с зонами разной окраски из метагипербазитов с р. Виллой недавно исследованы Е. В. Галускиным с соавторами [11]. Во многих кристаллах ими отмечено коричневое скелетное ядро (состава  $grs_{71}adr_{29}$ ) с ромбододекаэдром в центре ( $grs_{65}adr_{35}$ ), сменяющееся затем светло-коричневыми и светло-зелеными зонами полногранного тетрагонтриоктаэдра ( $grs_{77-72}adr_{23-28}$ ) с последующими тонкими зонами темно-коричневого андрадита ( $adr_{76}grs_{24}$ ) и желто-зеленого гроссуляра ( $grs_{68}adr_{32}$ ). И хотя в той статье не приводится схема строения таких кристаллов, можно догадаться, что речь идет не только о зональности, но и секториальности состава граната со сменой форм  $\{110\} \rightarrow \{110\} + \{211\} \rightarrow \{211\}$ .

При исследовании граната из метабазитов Грета (Бретань, Франция) в альмандине, содержащем около 20 % гроссуляровой составляющей, выявлена прямая зональность с обогащением ядер Mn и увеличением Fe и Mg по направлению к внешним зонам, но отмечено, что «в углах порфиробластов» (т. е. в другой пирамиде роста, образующей реберную форму на кристалле) картина зональности противоположна [12]; это также пример нераспознанной секториальности состава граната.

Имеются первые данные и об изотопных неоднородностях кристаллов гранатов. В гранатах из метаморфических пород отмечалась изотопная зональность кислорода [13]; для разных по составу гранатов указывалось накопление легкого изотопа  $^{16}\text{O}$  с увеличением содержания алюминия в тетраэдрической позиции [10]. В зональных альмандинах из мусковит-хлоритовых сланцев Ньюфаундленда с увеличением альмандиновой составляющей от центра кристаллов к периферии выявлено возрастание соотношений изотопов:  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$   $0.13 \rightarrow 0.39 \rightarrow 0.62 \rightarrow 1.31$  и  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$   $0.54 \rightarrow 0.56 \rightarrow ? \rightarrow 0.93$  соответственно [15]. Можно ожидать, что при специальных исследованиях будет обнаружена и изотопная секториальность в гранатах.

## Литература

1. Авченко О. В. Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород. М.: Наука, 1982. 102 с.
2. Глебовицкий В. А., Другова Г. М. Границы фаций и субфаций пород, бедных СаО, по данным гранат-биотитовой термо- и барометрии // Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1979. С. 34—46.
3. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 1. Пер. с англ. М.: Мир, 1965. 371 с.
4. Кулжашев Н. Т. Параллельно-шестоватый гранат с секториальным строением индивидов // Онтогенетические методы изучения минералов. М.: Наука, 1970. С. 147—155.
5. Лебедев Г. Учебник минералогии. Спб., 1907. 678 с.
6. Минералы: Справочник. Т. 3, вып. 1. М.: АН СССР, 1972. 882 с.

7. Попов В. А. К характеристике главных породообразующих минералов гидротермалитов Баджальского хребта // Минералогическое исследование гидротермалитов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 61—70.
8. Попова В. И. Нейтронно-активационная радиография минералов. Миасс: ИМин УрО РАН, 1995. 188 с.
9. Расс И. Т. Парагенетический анализ зональных минералов. М.: Наука, 1986. 144 с.
10. Салье М. Е., Виноградов Д. П., Гаврилова Л. М. Фракционирование изотопов кислорода в минералах полиметаморфических комплексов докембрия. Л.: Наука, 1983. 157 с.
11. Galuskin E., Galuskina I., Winiarska A. Epitaxy of achtarandite on grossular the key to the problem of achtarandite // №. Jb. Miner. Mh., 1995, H. 7. S. 306—320.
12. Dudek K. Mineral relicts in garnets from ile de Groix, Brittany, France: [Pap.] 3rd Symp. Mineral., Baia Mare, 25—29 Aug., 1995 // Rom. J. Mineral. / Inst. geol. si geofiz., 1995, № 77, Suppl. nl., p. 16 (РЖ «Геология», 1996, реф. 8В203).
13. Kohn M. J., Valley J. W., Eisenheimer D., Spicuzza M. J. // Amer. Min., 1993. Vol. 78. № 9—10. P. 988—1001.
14. Perchuk L. L. Thermodynamic control of metamorphic processes // Energetics of geological processes. New York, 1977. P. 285—352.
15. Vange D., O'Nions R. K. Isotopic chronometry of zoned garnets: Growth kinetics and metamorphic histories // Earth and Planet. Sci. Lett., 1990. Vol. 97. № 3—4. P. 227—240.